



Universidad
Zaragoza

Trabajo Fin de Grado

Paleosuelos lateríticos desarrollados en el Barremiense de la Cordillera Ibérica (Provincia de Teruel)

Autor

Diego Carramiñana Agustín

Directores:

Blanca Bauluz Lázaro

Ignacio Canudo Sanagustín

Departamento de Ciencias de la Tierra

Facultad de Ciencias

2019

ÍNDICE

pág.

ABSTRACT	1
1. PLANTEAMIENTO	2
2. OBJETIVOS	2
3. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	3
3.1 Situación geográfica.....	3
3.2 Situación geológica	5
3.3 Formación Margas y Calizas de Blesa	6
4. METODOLOGÍA	7
4.1 Muestreo	8
4.2 Visu	8
4.3 DRX.....	8
4.4 Microscopia óptica	9
4.5 Microscopia electrónica de barrido de emisión de campo.....	10
5. RESULTADOS.....	10
5.1 Textura y estructura de los paleosuelos	10
5.2 Descripción de visu de las muestras	13
5.3 Difracción de rayos X (DRX)	15
5.4 Microscopia óptica	16
5.5 Microscopia electrónica de barrido (FESEM)	17
6. DISCUSIÓN	20
7. CONCLUSIONS.....	21
8. BIBLIOGRAFÍA	22

ABSTRACT

This work focuses on the study of paleosoils developed on continental facies, in order to determine its type, texture and mineralogy, genesis and the paleoenvironmental and paleoclimatic conditions during its formation. The three studied outcrops are located within the Oliete Sub-Basin, in the Maestrazgo Basin. The materials studied with red, yellow and violet colours were developed on continental facies sedimented during the early Barremian (Lower Cretaceous). Many of the samples contain ferruginous pisoliths. The study was carried out by means of an exploration and sampling in the field, and the application of various laboratory techniques such as: description of hand samples, X-ray diffraction (XRD), optical microscopy and field emission scanning electron microscopy (FESEM).

The XRD allowed observing that the mineralogy of the study materials consists of carbonates and silicates. Hematite, goethite, and different types of clay minerals such as kaolinite, smectite, palygorskite and illite were also detected in the three outcrops. The amount of clay minerals and iron oxides/oxyhydroxides was greater near the limit with the carbonates of the Jurassic. In addition, the kaolinite predominated over the rest of the clay minerals. The characteristics of the paleosoils such as their colour and the presence of abundant kaolinite, hematite, goethite and ferruginous pisoliths indicate that they can be classified as laterite.

Optical microscopy and FESEM studies were focused on the VE outcrop. The occurrence of book-like aggregates of kaolinite plates and smectite flakes indicate that they have an authigenic origin. Their crystallization implies the dissolution of previous aluminosilicates (such as K feldspars or micas). The hematite and the goethite were probably authigenic, since they were found in large quantities within the pisoliths. The quartz fragments are detrital, their small size and rounded appearance could be due, at least partially, to the dissolution process that involves the development of soil. The illites are scarce and have not been observed by microscopy, their formation is not compatible with the formation of kaolinite, so they are probably detrital. There is also no textural data of the palygorskite and it might be detrital, but its chemical composition (rich in magnesium), allows us to establish the hypothesis that they were formed during lacustrine stages. Carbonates have different textures (micritic, microsparitic and sparitic textures), which could be a consequence of the generation of lacustrine carbonated mud and subsequent recrystallizations of this carbonate during diagenesis. Some of these lacustrine carbonate levels contain pisoliths and minor amounts of kaolinite suggesting they also were affected by the paleosol formation. These diagenetic processes do not modify significantly the mineralogy of the paleosoils.

Kaolinite formation needs hydrolysis processes, which requires sedimentary environments with oxidizing conditions, hot and humid climate. The fact that the kaolinite, goethite and hematite were more abundant in the lower part of the Blesa Formation, indicates that the climate was more humid and hot when the development of the paleosol at the bottom and progressively changed to warmer conditions, or alternatively the weathering was more effective in these lower materials as a consequence of the outcrops characteristics.

The laterization affected to the lower member of the Blesa Formation. The Jurassic materials and the intermediate member of the Blesa Formation were not affected by lateritic processes.

Keywords: kaolinite, lateritic paleosoils, Lower Cretaceous, mineralogy, paleoclimate.

1. PLANTEAMIENTO

Esta memoria, que corresponde a la asignatura denominada “Trabajo fin de grado” del Grado en Geología de la Universidad de Zaragoza, muestra la aplicación de los conocimientos y competencias adquiridos por el estudiante, gracias a todas las demás asignaturas que conforman la titulación.

El trabajo presenta el estudio de una serie de afloramientos de paleosuelos lateríticos desarrollados en materiales Barremienses de la Cordillera Ibérica (Teruel). Este estudio pretende, por medio del análisis de estos paleosuelos, establecer la relación entre el proceso de edafización y las condiciones paleoambientales y paleoclimáticas del medio. Para resolver los problemas que se plantean, se han aplicado conocimientos y herramientas características de la Geología, haciendo especial incidencia en los aspectos mineralógicos.

La Mineralogía y, en concreto, la mineralogía de arcillas, se considera una herramienta útil para interpretar condiciones de meteorización y el paleoclima (Bauluz *et al.*, 2014). Las interpretaciones paleoclimáticas, realizadas a partir del estudio de asociaciones de filosilicatos (minerales de arcilla) en medios sedimentarios continentales, se basan fundamentalmente en la relación entre el medio en el que se formaron y/o depositaron, el clima y las condiciones de meteorización. Sin embargo, tal y como indican Bauluz *et al.* (2014), el estudio de los filosilicatos en series sedimentarias no es una tarea fácil, ya que las rocas ricas en arcillas y los paleosuelos arcillosos, pueden contener filosilicatos que procedan de la roca madre y filosilicatos autigénicos, que aportarían información sobre las condiciones paleoambientales y/o paleoclimáticas del medio en el que se formaron, y filosilicatos diagenéticos, que serían consecuencia de procesos de compactación y evolución posterior y que podrían transformar las asociaciones mineralógicas primarias y alterar la señal paleoclimática. Por lo tanto, es necesario realizar estudios texturales para poder valorar posibles modificaciones en la mineralogía y poder utilizar las arcillas como indicadores paleoclimáticos de las variaciones en las condiciones de temperatura y humedad, como indican los autores Ruffell *et al.* (2002), Schnyder *et al.* (2006), Raucskik y Varga (2008), Bauluz *et al.* (2014) y Yuste *et al.* (2017) entre otros, en series sedimentarias mesozoicas y paleógenas.

2. OBJETIVOS

El objetivo principal de este trabajo consiste en determinar el tipo de paleosuelos que se desarrollaron en materiales continentales del Barremiense de la Cordillera ibérica aragonesa, su génesis y deducir las posibles condiciones paleoambientales y paleoclimáticas en las que se desarrollaron.

Para alcanzar este objetivo, se han realizado las siguientes actividades:

- Revisar la bibliografía sobre la zona objeto de estudio y la formación de paleosuelos.
- Describir las características de los paleosuelos en el campo y ubicarlos en la columna estratigráfica.
- Determinar la mineralogía y textura de los paleosuelos estudiados.
- Deducir la génesis de los paleosuelos estudiados.
- Inferir las condiciones paleoambientales y paleoclimáticas que condicionarían la formación de los paleosuelos considerados en este estudio.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 Situación geográfica

Los afloramientos estudiados están dentro de la provincia de Teruel en su zona nororiental (fig. 1). Las dos comarcas que los engloban son la Comarca de Andorra-Sierra de Arcos (afloramientos de Alacón y Estercuel) y la Comarca de Las Cuencas Mineras (Obón).

El primer afloramiento (siglado como VE) se encuentra a unos 4 kilómetros al norte de Alacón. Se accede por la carretera TE-V-1101 que une Ventas de Muniesa con Alacón.

El segundo afloramiento (siglado como RC) se encuentra al sur de la localidad de Obón, muy cerca del nacimiento del río Cabra. Se accede desde un camino de tierra que sale de la carretera TE-V-1145 y que comunica Obón con Torre de las Arcas. El final del camino de tierra solo permite el acceso a pie.

El tercer afloramiento (siglado como CAL), está en el Barranco de Las Calderas en Estercuel. Se encuentra situado al Sur de la Mina Elvira. Se accede al afloramiento también desde un camino de tierra, que al final se tiene que abandonar, para continuar a pie hasta los materiales.

Las coordenadas de los tres afloramientos están recogidas en la tabla 1, además su situación está marcada sobre el mapa geográfico de la figura 1.

Tabla 1. Coordenadas de los tres afloramientos estudiados

Afloramiento	Latitud	longitud
VE.1, VE.2, VE.3, VE.4, VE. piso	N 41°02'46.5''	W 0°42'07.0''
RC.1, RC.2	N 40°53'10.5''	W 0°42'46.3''
RC.3	N 40°53'26.9''	W 0°42'43.3''
CAL.1, CAL.2, CAL.3, CAL. piso	N 40°50'23.9''	W 0°39'35.3''

Paleosuelos lateríticos desarrollados en el Barremiense de la Cordillera Ibérica (provincia de Teruel)

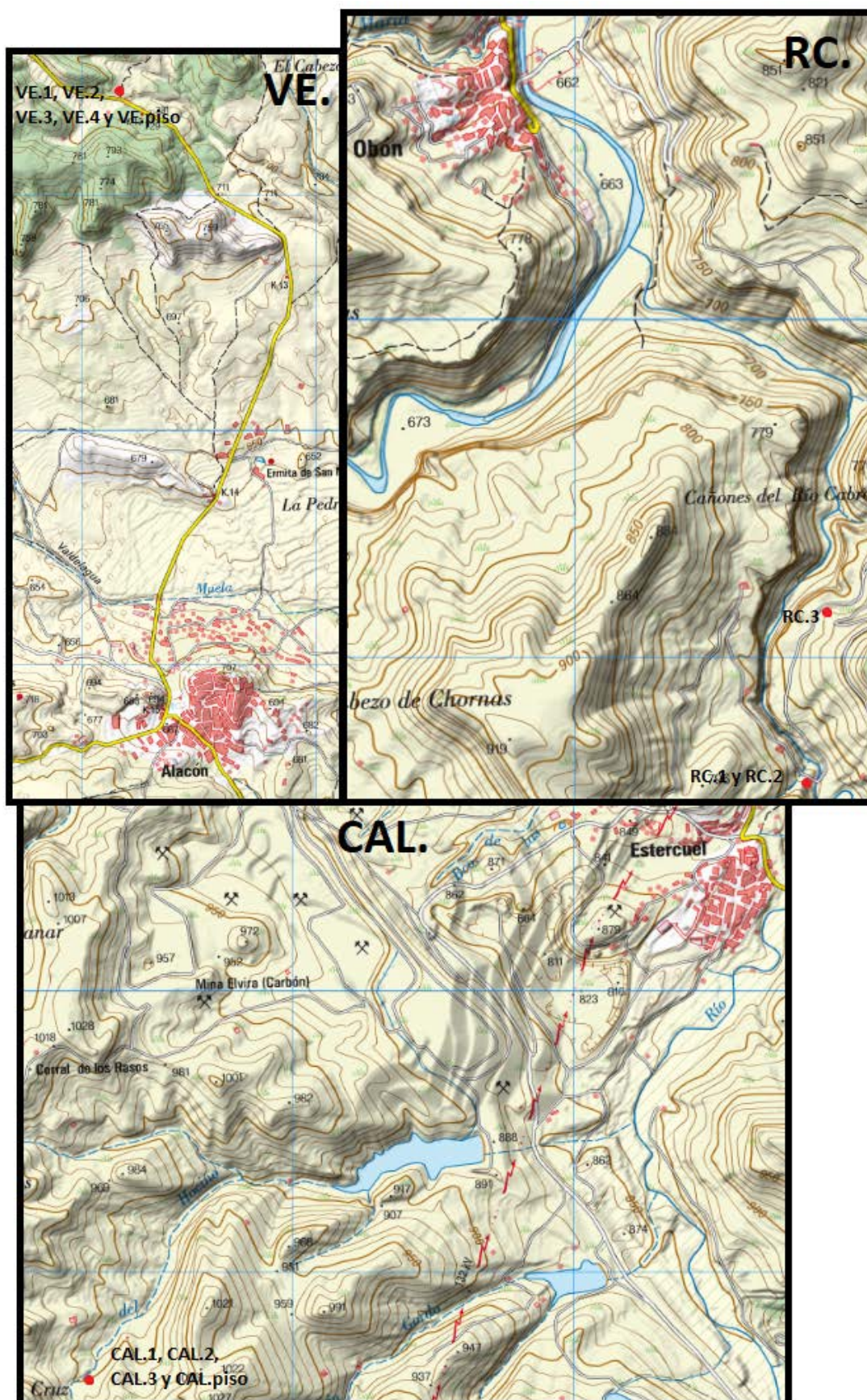


Figura 1. Situación de los afloramientos, los puntos rojos marcan el lugar de extracción de las muestras. Modificado de IGN: Mapa MTN25 ráster.

3.2 Situación geológica

Los afloramientos están ubicados en la Rama Aragonesa del sector central de la Cordillera Ibérica, cerca de la zona de enlace con la Cordillera Costero-Catalana (Guimerà, 1984). Los materiales barremienses estudiados, forman parte de la Formación Blesa y se depositaron en la subcuenca de Oliete, que forma parte de la Cuenca del Maestrazgo (fig.2). La subcuenca de Oliete está situada en el Noroeste de la Cuenca del Maestrazgo, su límite más septentrional es la cuenca cenozoica del Ebro, en el Poniente limita con el anticlinal Paleozoico de Montalbán, el límite Oriental es la cuenca terciaria de Calanda y su límite por el Norte es con el cabalgamiento de Montalbán (Soria *et al.*, 1997).

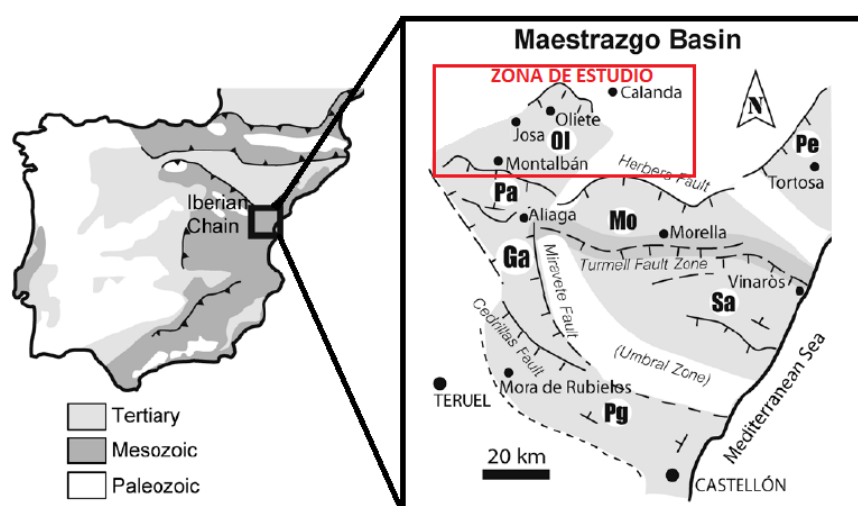


Figura 2. Situación de la subcuenca de Oliete y de las demás subcuencas que forman la Cuenca del Maestrazgo, (Ol: Oliete, Pa: Las Parras, Ga: Galve, Mo: Morella, Pe: Perelló, Sa: Salzedella, Pg: Peñagolosa). Imagen modificada de Canudo *et al.* (2010).

La formación de la Cuenca Ibérica está relacionada con la reactivación de las estructuras tardihercínicas que existían en el zócalo (Soria *et al.* 1997). Hubo dos ciclos de *rifting* y *post-rifting*, La primera etapa de *rifting* se desarrolló durante el Pérmico superior-Triásico, que reactivó las estructuras tardihercínicas, convirtiéndolas en fallas normales. En estas cuencas creadas se depositaron primero materiales fluviales y más tarde materiales marinos y evaporíticos. Este ciclo terminó con su etapa *post-rifting* correspondiente, en la que se sedimentaron carbonatos. El segundo ciclo se desarrolló durante el Jurásico superior-Cretácico inferior. Ésta nueva reactivación fue generada por la apertura de la zona del Atlántico Norte durante el Cretácico inferior, que culminó con la separación de la microplaca Ibérica, del resto de placas que antes formaban Laurasia (Salas *et al.*, 2001). El sistema de fallas normales sinsedimentarias, produjo la erosión de parte de los materiales carbonatados que se habían sedimentado en el ciclo anterior, depositando sedimentos de facies continentales y litorales. En la etapa *post-rift* se sedimentaron materiales carbonatados de plataforma.

La evolución de la subcuenca de Oliete está muy relacionada con la formación de la Cuenca Ibérica. Tuvo varias fases (Aurell *et al.*, 2018), durante el Titoniense-Hauteriviense se produjo un levantamiento que generó la ruptura y erosión de las calizas de plataforma sedimentadas durante el Jurásico. Más tarde, durante el Barremiense inferior comenzó el depósito de la secuencia inferior de

Paleosuelos lateríticos desarrollados en el Barremiense de la Cordillera Ibérica (provincia de Teruel)

la Formación Blesa y una sedimentación controlada por el hundimiento diferencial de bloques, mediante fallas normales. En la secuencia media de la Formación Blesa, habría un hundimiento homogéneo de la zona (Rodríguez-López *et al.*, 2007) provocando la inundación por aguas marinas y, por último, el nivel del mar descendería en la secuencia superior de la Formación Blesa, posiblemente por causas climáticas generando una entrada de siliciclásticos en el área norte de la subcuenca.

3.3 Formación Margas y Calizas de Blesa

Los materiales estudiados forman parte de la Formación Blesa. Aurell *et al.* (2018), dividen la formación en tres tramos, secuencia Blesa inferior, media y superior, centrándose el estudio en la secuencia Blesa inferior.

La Formación Blesa tiene como límite inferior una disconformidad erosiva y angular, desarrollada sobre diferentes unidades de carbonatos marinos jurásicos. La secuencia Blesa inferior está formada por una parte baja de margas aluviales con gran cantidad de fósiles de vertebrados continentales (Canudo *et al.*, 2010; Aurell *et al.*, 2018). La parte superior son calizas de carácter lacustre que finaliza en una superficie transgresiva neta representada por una superficie ferruginosa irregular, localmente tiene ostreídos encostrados y que inicialmente separaba las dos secuencias identificadas en esta formación (Aurell *et al.*, 2004; Aurell *et al.*, 2018).

La secuencia Blesa media está formada por calizas y margas, con un gran número de invertebrados y vertebrados marinos, que marca un cambio de medio sedimentario con el depósito en un medio marino de bahía restringida poco profunda, lateralmente dejan paso a calizas palustres-lacustres y a margas/arcillas aluviales distales conforme nos alejamos del centro de la cuenca. Su límite superior es una superficie regresiva erosiva asociada localmente a niveles conglomeráticos que marca el comienzo de la secuencia Blesa Superior (Aurell *et al.*, 2018).

La secuencia Blesa Superior suele comenzar con arcillas rojas depositadas en medios de abanico aluvial distal, que van pasando hacia techo a calizas y margas de ambiente palustre-lacustre. En algunas partes de la cuenca afloran una alternancia de arcillas y areniscas de grano fino y medio, que indican ambientes más siliciclásticos. (Aurell *et al.*, 2018). El límite superior de la Formación Blesa es una transgresión en la que se depositan calizas bioclásticas de la formación Alacón (Aurell *et al.*, 2004).

La Formación Blesa se ha dividido en los miembros Cabezo Gordo, Josa, Morenillo y Valdejunco en estudios anteriores (Canérot *et al.* 1982). La equivalencia con las unidades informales de Aurell *et al.* (2018): el miembro Cabezo Gordo y el miembro Morenillo forman parte de la secuencia Blesa inferior, el miembro Josa corresponde a la secuencia Blesa media y el miembro Valdejunco sería la secuencia Blesa Superior.

4. METODOLOGÍA

Previamente al desarrollo del trabajo, se ha revisado la bibliografía existente respecto a la zona objeto de estudio y la formación de paleosuelos de tipo lateríticos y bauxíticos.

La metodología utilizada en este trabajo está resumida en la figura 3 y consta de trabajo de campo: muestreo y análisis de visu (también se ha hecho en el laboratorio) y se han utilizado técnicas de laboratorio como son la difracción de rayos X (DRX), microscopía óptica y microscopía electrónica de barrido de emisión de campo (FESEM), en los siguientes apartados se profundizará en cada una de ellas.

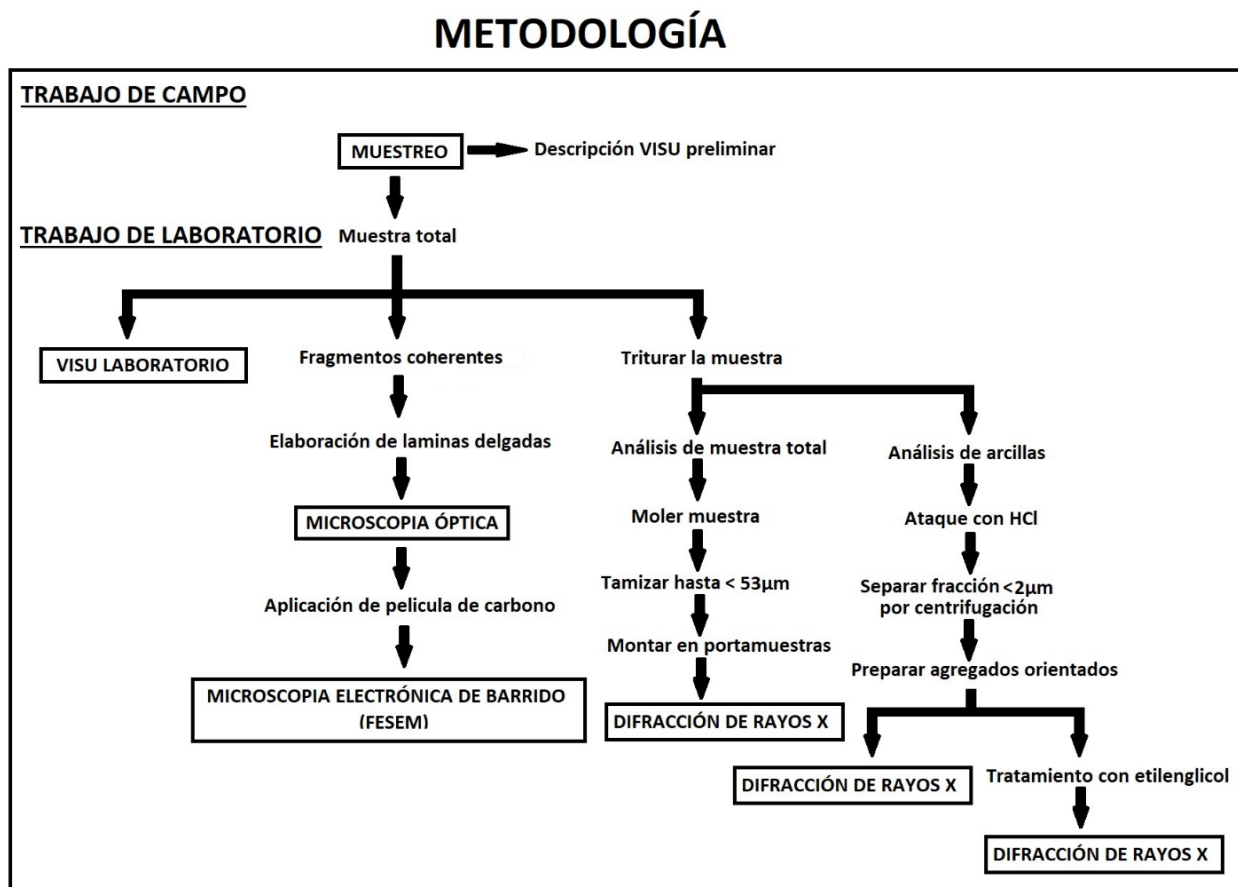


Figura 3. Tabla resumen de la metodología aplicada, dividida en trabajo de campo y trabajo de laboratorio.

4.1 Muestreo

Para el muestreo se seleccionaron los tres emplazamientos descritos anteriormente. En todos afloraba el límite entre los materiales cretácicos y los materiales jurásicos, que corresponden con el Barremiense.

Todos los materiales muestreados forman parte de la secuencia Blesa inferior. Se recogieron muestras en función del número de materiales de distinto aspecto en cada afloramiento, también se recogieron muestras de pisolitos aislados, en ambos casos se tomaron muestras representativas de cada afloramiento.

Las muestras se numeraron según el orden de recogida. Las muestras del primer afloramiento se numeraron como VE (5 muestras), el segundo afloramiento está siglado como RC (3 muestras), y el último afloramiento lleva las siglas CAL (4 muestras). Además, las muestras tomadas se referenciaron mediante GPS (tabla 1), y se ubicaron en los mapas correspondientes (fig. 1). Se realizaron, también, esquemas de los afloramientos, en los cuales se encuentran representados los puntos de muestreo (fig. 4) y se tomaron fotos (fig. 5). Se realizó además una breve descripción de visu de las rocas muestreadas.

4.2 Visu

Las observaciones de visu se realizaron de forma preliminar en el campo, y más tarde en el laboratorio. Las observaciones se centraron en el color, coherencia, presencia o ausencia de características texturales remarcables.

4.3 DRX

Es la primera de todas las técnicas de laboratorio utilizadas, y con ella se identificaron y determinaron semicuantitativamente las distintas fases minerales presentes. Estos datos fueron de gran ayuda en el estudio por microscopía óptica y electrónica. Se determinó la composición total de la muestra y de la fracción arcilla ($< 2 \mu\text{m}$), excepto en las muestras de pisolitos, que sólo se determinó la composición total.

De cada muestra, aproximadamente la mitad fue triturada en una machacadora de mandíbulas FRITSCH. La otra parte se guardó para conservar parte de la muestra en el estado en el que se extrajo en el campo. La muestra triturada se cuarteó, y se obtuvieron dos partes alícuotas, una de ella se usó para el estudio mineralógico de la muestra total y la otra para el estudio mineralógico de las arcillas en la fracción $< 2 \mu\text{m}$.

Para el análisis de muestra total, la parte cuarteada correspondiente fue molida en un molino de aros, el polvo obtenido se homogenizó usando una espátula y, posteriormente, se cuarteó de nuevo para obtener una cantidad menor pero representativa. Seguidamente, se tamizó completamente por un tamiz de $53 \mu\text{m}$.

Este material tamizado se cuarteó una vez más, hasta obtener la cantidad adecuada, con la que se rellenó el portamuestras de aluminio cubierto por dos vidrios. Además, se numero la preparación elaborada. Esta preparación se caracteriza por la desorientación de las partículas que forman la muestra.

Paleosuelos lateríticos desarrollados en el Barremiense de la Cordillera Ibérica (provincia de Teruel)

Al comprobar que las muestras reservadas para el estudio de la fracción arcilla ($<2\ \mu\text{m}$), contenían carbonatos, se les realizó un ataque de ácido suave de HCl en concentración 0,3 N. Una vez finalizado el ataque se lavaron con agua destilada hasta neutralizar el pH. Seguidamente, las muestras se pusieron a batir con agua destilada, durante 1 hora aproximadamente, para extraer la fracción menor de $2\ \mu\text{m}$. Para ello se usó una centrifugadora (Hettich Universal 320), que se programó a 580 rpm durante un ciclo de 3 minutos y 36 segundos. Se extrajo la suspensión que contenía la fracción menor de $2\ \mu\text{m}$, dejándola evaporar bajo lámparas de infrarrojos, hasta que adquiriese una consistencia, que permitiese depositar la suspensión con un pincel sobre un vidrio. Posteriormente, se dejó secar al aire. Todo este proceso permitió que las arcillas, habitualmente con morfología planar, se orientaran con el plano (001) de forma paralela al vidrio. A este tipo de preparación se le denomina agregado orientado.

Una vez realizado el difractograma de rayos-X de estos agregados, se solvataron con etilenglicol durante 48 horas en una estufa a 60°C , para determinar si las muestras contenían arcillas expandibles.

Los difractogramas de rayos-X se obtuvieron desde un difractómetro Philips PW 1710, usando radiación $\text{Cu-K}\alpha$, con ventana automática, y un monocromador de grafito. Los datos fueron tratados con el software Xpowder (Martín, 2004).

Para las muestras desorientadas (muestra total) se obtuvieron difractogramas en rango $3\text{-}60^\circ\ 2\theta$, utilizando 40 KV y 30 mA, una velocidad de $0,1^\circ\ 2\theta/\text{seg}$ y un tiempo de integración de 0,4 segundos. Para los agregados orientados (fracción arcilla), se obtuvieron difractogramas en el rango $3\text{-}30^\circ\ 2\theta$, con las mismas condiciones de trabajo. De los agregados orientados se obtuvieron dos difractogramas, uno de la muestra secada al aire y otro de la muestra solvatada con etilenglicol.

Para determinar los minerales presentes, los difractogramas se analizaron usando tablas que contienen los datos de difracción mineral (JCPDS, 1974). Seguidamente se aplicaron los poderes reflectantes para cada fase que proceden de Schultz (1964) y Biscaye (1965), lo que permitió hacer un cálculo semicuantitativo de los minerales contenidos en cada muestra. El análisis semicuantitativo se hizo en todas las muestras, tanto en las muestras totales como en la fracción arcilla.

4.4 Microscopia óptica

Se realizaron láminas delgado-pulidas de los pisolitos y de las muestras más coherentes en el servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros del Servicio de Apoyo a la Investigación (SAI) de la Universidad de Zaragoza. El afloramiento VE es el más completo y mejor expuesto en el campo, por ese motivo fueron seleccionadas para el estudio por microscopia las muestras VE.1, VE.2, VE.3 y VE.piso.

Las láminas delgado-pulidas se observaron por microscopia óptica de luz transmitida, usando un microscopio OLYMPUS BX41 del área de Cristalografía y Mineralogía del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza. Estas observaciones se hicieron después del análisis de los difractogramas de las muestras y, por tanto, conociendo las distintas fases minerales que las componen.

4.5 Microscopia electrónica de barrido de emisión de campo

Es la última técnica que se utilizó. Con el FESEM se analizaron las láminas delgado-pulidas de una selección de muestras (VE.1, VE.2, VE.3 y VE.piso), especialmente en las zonas que resultaron más interesantes en el estudio por microscopía óptica de luz transmitida. El estudio se realizó en el SAI de la Universidad de Zaragoza, en concreto, en el servicio de microscopia electrónica de materiales, que es el que cuenta con el FESEM, Carl Zeiss MERLIN™.

Las muestras se secaron previamente a 60 °C en condiciones de vacío. Se sujetaron al portamuestras mediante tiras de carbono y se recubrieron con un elemento conductor, que en este caso fue también carbono. Tanto el uso de tiras de carbono como el recubrimiento con carbono, facilitaron que las muestras fueran conductoras de los electrones del haz del microscopio.

Esta técnica permite obtener imágenes de la muestra de gran resolución por medio de las imágenes de electrones secundarios, además de conocer la composición por medio de imágenes de electrones retrodispersados y análisis químicos puntuales mediante los rayos-X que emite cada fase por la interacción del haz de electrones del microscopio con la muestra objeto de estudio.

El microscopio Carl Zeiss MERLIN™ está equipado con un detector Oxford de Energía Dispersiva de Rayos X (EDS). Se trabajó usando un voltaje de 15kV y una corriente de sonda de 800 pA. Cada análisis químico puntual se realizó durante 60 segundos.

5. RESULTADOS

5.1 Textura y estructura de los paleosuelos

Los tres afloramientos contienen lutitas calcáreas, margas arcillosas, margas, margas calcáreas y calizas arcillosas cretácicas, según la clasificación de Pettijohn (1975).

En el afloramiento VE (fig. 5A), el material margoso-calcáreo de la formación Blesa inferior, se encuentra sobre materiales carbonatados jurásicos, los cuales están karstificados y tienen color grisáceo. La relación entre los materiales es irregular. Estas rocas en el afloramiento VE presentan colores ocre y violáceos, y aspecto moteado (fig. 5B). Cerca del límite con el Jurásico tiene colores más blanquecinos y conforme se sube, predominará más el color ocre. En los 2 primeros metros cretácicos aparecen pisolitos ferruginosos aislados.

En el corte que hace la red de drenaje a estos materiales cretácicos (fig. 5A), aparecen materiales carbonatados cretácicos, que tienen color blanquecino y contienen pisolitos (fig. 5C). Los niveles de calizas corresponden con los carbonatos lacustres descritos por Aurell *et al.* (2018).

Paleosuelos lateríticos desarrollados en el Barremiense de la Cordillera Ibérica (provincia de Teruel)

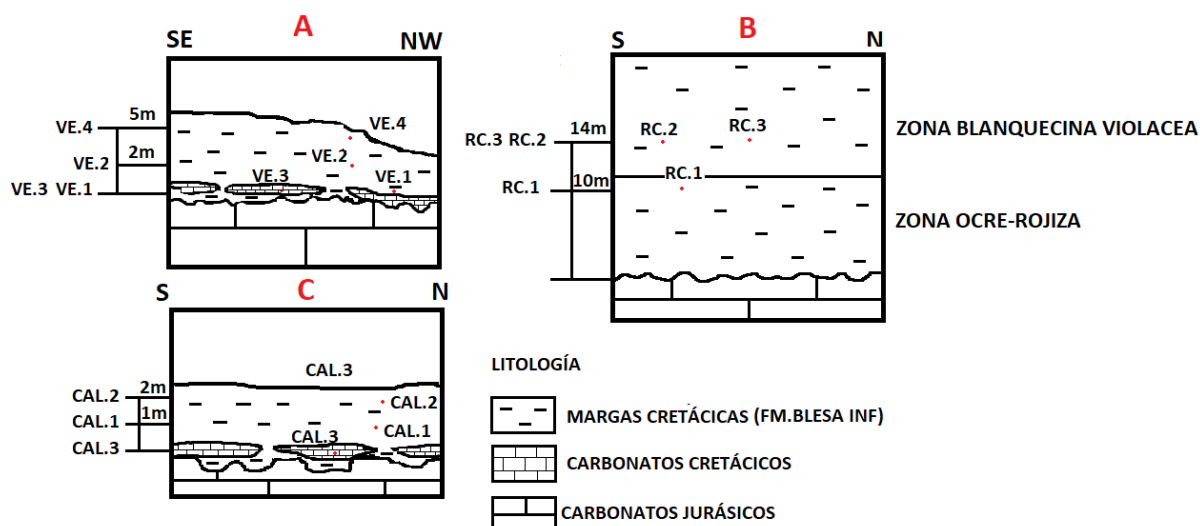


Figura 4. Esquema de los tres afloramientos. Afloramientos A (VE), B (RC) y C (CAL) en los que se ve la posición de las tomas de muestras con respecto al límite Jurásico-Cretácico.

El afloramiento RC tiene dos zonas diferenciables de margas (fig. 5D). Los primeros 10 metros presentan colores ocre y contienen nódulos de calcita radial (fig. 5E). Además de aspecto moteado, por encima de esta zona, los materiales margosos presentan un color blanquecino-violáceo y no tiene aspecto moteado. Todos estos materiales arcillosos están discordantes sobre carbonatos Jurásicos, que tienen color gris y están karstificados.

La muestra RC.3 se recogió de en una zona alejada (fig. 1) del afloramiento RC principal (fig. 5D). Esta muestra está en continuidad lateral con la muestra RC.2, pero presenta un color más violáceo.

El afloramiento CAL es el que tiene más superficie cubierta, apenas unos 2 metros de potencia. Las lutitas y margas tienen color ocre rojizo y violáceo (fig. 5F), presentan aspecto moteado y nódulos de calcita, y el primer metro contiene pisolitos. Hacia la base aparece un nivel de caliza arcillosa que tiene aspecto rojizo, contiene también pisolitos.

Paleosuelos lateríticos desarrollados en el Barremiense de la Cordillera Ibérica (provincia de Teruel)

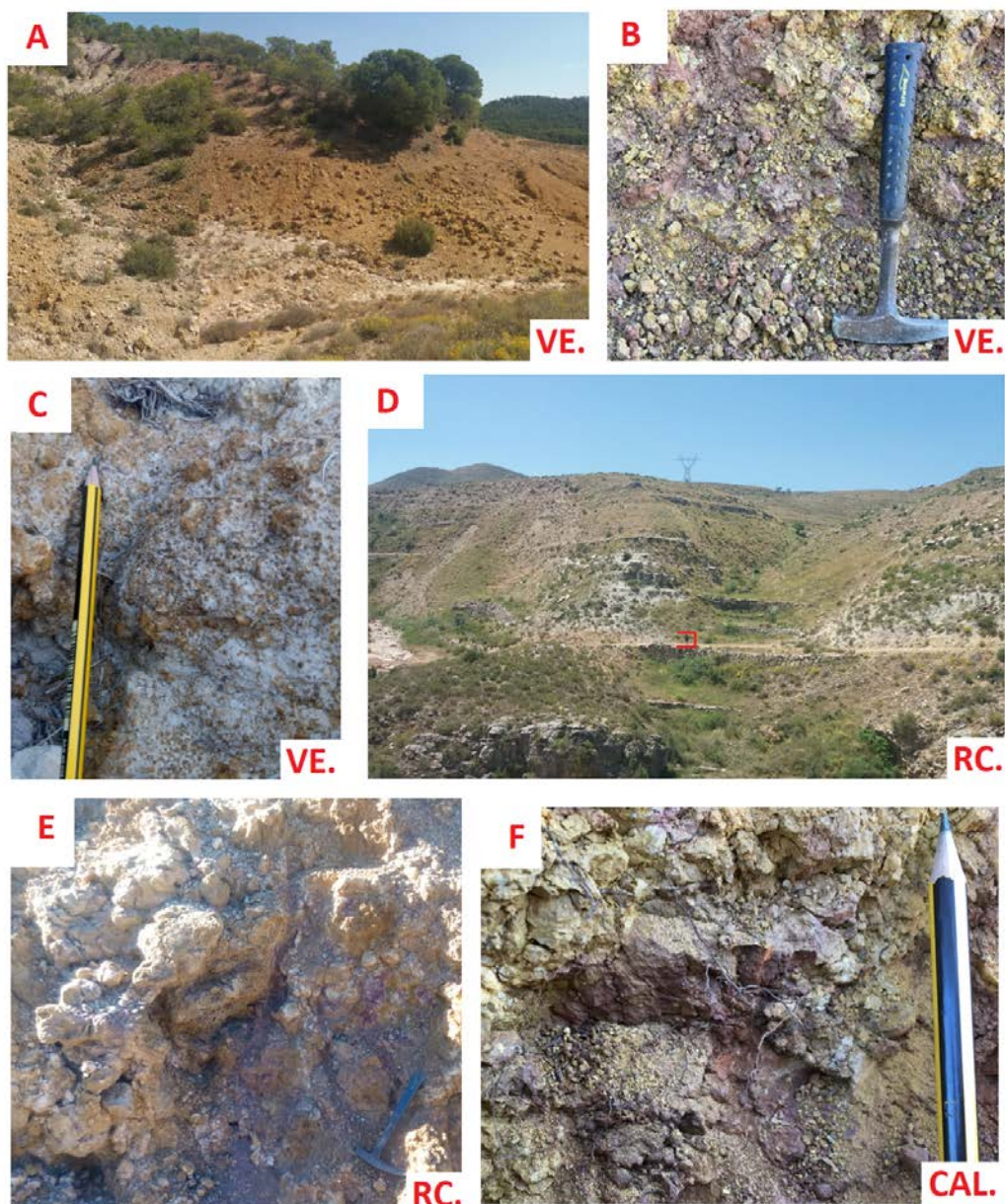


Figura 5. Imágenes tomadas en el campo. **A**, Vista del afloramiento VE; **B**, Aspecto moteado de los materiales del afloramiento VE; **C**, Carbonatos con pisolitos, corresponden a la muestra VE.3; **D**, Vista panorámica del afloramiento RC, las marcas rojas indican el tamaño de una persona; **E**, Material correspondiente a la muestra RC.1, se pueden observar los nódulos de carbonatos radiales; **F**, Pisolitos en el afloramiento CAL, se observa también el aspecto moteado de los materiales.

5.2 Descripción de visu de las muestras

Las muestras se fotografiaron (fig. 6), se describieron y clasificaron según Pettijohn (1975):

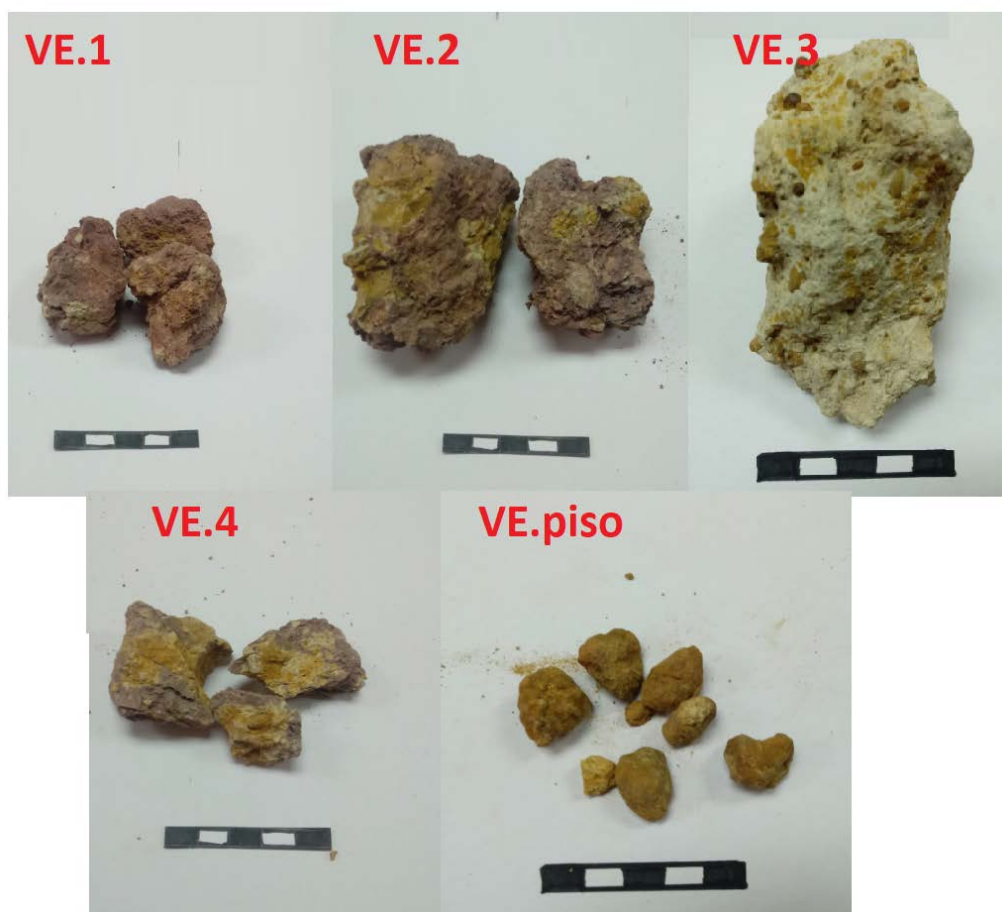


Figura 6. Muestras recogidas en el afloramiento VE: VE.1, VE.2, VE.3, VE.4 y VE.piso. En las escalas, cada rectángulo negro o blanco mide 1cm de longitud.

-VE.1 (fig. 6): Marga arcillosa coherente, con zonas violáceas, ocre y blanquecinas. Contiene calcita ya que, reaccionó con ácido clorhídrico en frío. En todas las muestras se observó esta reacción.

-VE.2 (fig. 6): Marga arcillosa coherente, de color violáceo y ocre. La tonalidad ocre predomina más que en la muestra VE.1.

-VE.3 (fig. 6): Caliza arcillosa blanquecina y ocre con pisolitos.

-VE.4 (fig. 6): Marga con aspecto muy parecido a VE.2, la parte violácea ocupa menos superficie y predomina más el ocre, los fragmentos son mucho menos coherentes que las otras muestras del afloramiento.

-VE.piso (fig. 6): Pisolitos centimétricos, escasamente redondeados y ligeramente alargados, de color ocre oscuro, recubiertos de polvo de color ocre rojizo. Reaccionan con ácido clorhídrico en frío.



Figura 7. Muestras recogidas en el afloramiento RC: RC.1, RC.2 y RC.3.

- RC.1 (fig. 7): Margas poco coherentes, de color violáceo, ocre y blanquecino. Presentan nódulos de carbonato radiales centimétricos a decimétricos.
- RC.2 (fig. 7): Marga calcárea de color grisáceo-violáceo poco coherente.
- RC.3 (fig. 7): Marga violácea poco coherente.

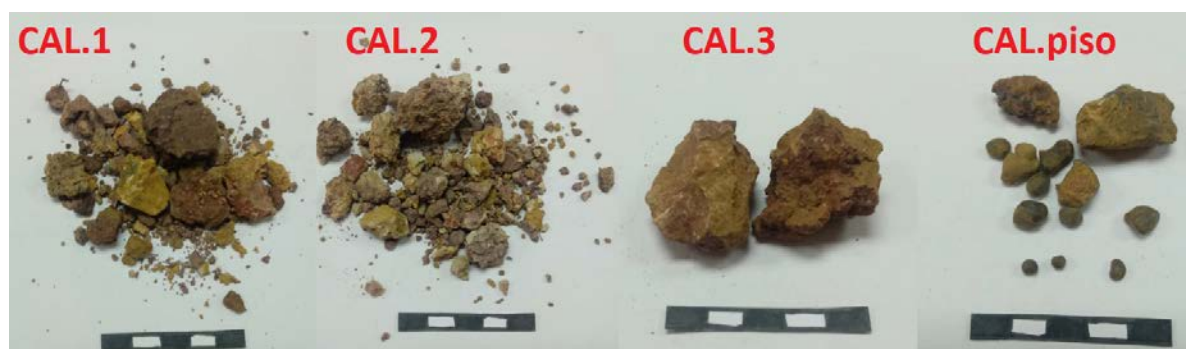


Figura 8. Muestras recogidas en el afloramiento CAL: CAL.1, CAL.2, CAL.3 y CAL.piso.

- CAL.1 (fig. 8): Lutita calcárea poco coherente, de color violáceo y ocre rojizo, con nódulos de carbonato radiales centimétricos y pisolitos.
- CAL.2 (fig. 8): Marga arcillosa poco coherente, de color violáceo y ocre, con nódulos de carbonato radiales centimétricos.
- CAL.3 (fig. 8): Caliza arcillosa con pisolitos.
- CAL.piso (fig. 8): Pisolitos centimétricos, más redondeados que los del afloramiento VE y con mayor esfericidad, de color ocre rojizo. Reaccionan con ácido clorhídrico en frío.

5.3 Difracción de rayos X (DRX)

En los tres afloramientos, las muestras contienen minerales de la arcilla (tabla 2), excepto las sigladas como VE.3 y VE.piso. Los porcentajes varían de un 11% a un 56%. En la tabla 3 se desglosan los minerales de la arcilla que tiene cada muestra. El afloramiento con más concentración de filosilicatos es el CAL, seguido del VE y, por último, el RC. Considerando todos los afloramientos, las muestras con mayor porcentaje de minerales de la arcilla, son las situadas más cerca del límite con el Jurásico.

Todas las rocas analizadas contienen carbonatos, fundamentalmente calcita, con una concentración superior a la del cuarzo, excepto en la muestra VE.2 que es más cuarzosa que calcítica. Según la distribución de litologías en los afloramientos, el RC es el que presenta mayor concentración de carbonatos y CAL el de menor concentración. La muestra VE.piso es la única muestra que presenta, además de calcita, dolomita como carbonato, es decir, sólo se ha detectado dolomita en los pisolitos del afloramiento VE.

En los tres afloramientos, se detectan hematites y goethita, teniendo las concentraciones más altas en estos minerales, los pisolitos (VE.piso y CAL.piso) y las muestras más cercanas al límite con el Jurásico (VE.1, VE.3, RC.1, CAL.1 y CAL.3).

Tabla 2: Composición mineralógica de la muestra total (% en peso), determinado por DRX.

Muestra	MUESTRA TOTAL						
	Porcentaje en peso de cada fase mineral (%)						
	Litología	Cuarzo	Calcita	Dolomita	Hematites	Goethita	Min. de la arcilla
VE.1	Marga arcillosa	6	34	-	-	5	55
VE.2	Marga arcillosa	44	29	-	-	-	27
VE.3	Caliza arcillosa	10	85	-	1	4	-
VE.4	Marga	16	49	-	1	-	33
VE.piso	Pisolito	11	30	38	11	10	-
RC.1	Marga	1	54	-	13	4	28
RC.2	Marga calcárea	13	70	-	-	-	16
RC.3	Marga	16	60	-	-	-	24
CAL.1	Lutita calcárea	13	19	-	5	7	56
CAL.2	Marga arcillosa	24	26	-	-	-	51
CAL.3	Caliza arcillosa	3	78	-	4	5	11
CAL.piso	Pisolito	7	37	-	21	21	14

La composición mineralógica de la fracción menor de 2 μm (tabla 3) muestra que la arcilla predominante es la caolinita. Sus porcentajes varían del 56% al 8% del total de la muestra. Excepto en las muestras RC.2 y RC.3, que son margas, y no contienen caolinita pero, contienen palygorskita y fases micáceas (tipo illita).

Las muestras VE.1, CAL.1 y CAL.2 sólo tienen caolinita como mineral de la arcilla. VE.2, VE.4 y RC.1 tienen además esmectita, y CAL.3, que es una caliza arcillosa, contiene palygorskita. Si bien la caolinita predomina frente a la palygorskita y esmectita.

Paleosuelos lateríticos desarrollados en el Barremiense de la Cordillera Ibérica (provincia de Teruel)

Tabla 3: Composición mineralógica (% peso) de la fracción arcilla (< 2 µm) los porcentajes están calculados respecto al % en minerales de la arcilla determinada en la muestra total (tabla 2).

MINERALES DE LA ARCILLA (FRACCIÓN < 2 µm)				
Muestra	Porcentaje de cada fase mineral (%)			
	Caolinita	Esmectita	Palygorskita	Illita
VE.1	55	-	-	-
VE.2	23	4	-	-
VE.4	25	8	-	-
RC.1	27	1	-	-
RC.2	-	-	9	7
RC.3	-	-	12	12
CAL.1	56	-	-	-
CAL.2	51	-	-	-
CAL.3	8	-	2	-

5.4 Microscopia óptica

Las muestras VE.1 y VE.2 están compuestas por una matriz de carbonato micrítico y arcillas. En las muestras hay, además, fragmentos de roca formados por carbonato micrítico y arcilla (fig. 9A). El tamaño de estas fases es difícilmente observable usando el microscopio petrográfico debido a su pequeño tamaño de grano. Ocasionalmente aparecen cristales detríticos de subidiomorfos a alotriomorfos de turmalinas.

Las muestras contienen fragmentos detríticos de cuarzo que van de subidiomorfos a alotriomorfos. En la muestra VE.1 aparecen dos poblaciones de fragmentos, una de un tamaño en torno a 300 µm y otra de fragmentos de menor tamaño (inferiores a 100 µm). Estos últimos son mucho más redondeados. En la muestra VE.2 el porcentaje de cuarzo es mayor, además la población con tamaños inferiores a 100 µm predominan sobre los más grandes. Las dos muestras tienen coloraciones marrones-rojizas debido a la presencia de óxidos/oxihidróxidos de hierro, estando la muestra VE.1 más afectada por la presencia de estas fases.

La muestra VE.3 presenta una matriz de carbonato micrítico, tiene cristales subidiomorfos a alotriomorfos aislados de cuarzo, de un tamaño inferior a 100 µm, además se observan pisolitos ferruginosos con tamaños entre 500 µm y 1000 µm. Los pisolitos más redondeados y con más esfericidad, presentan envueltas concéntricas (fig. 9B). En algunos casos se diferencia un núcleo en el centro del pisolito (fig. 9C). Hay otros pisolitos más alargados y menos redondeados, que contienen gran cantidad de fragmentos de cuarzo en su interior (fig. 9D). Todos los pisolitos tienen cemento circungranular de calcita esparítica (figuras 9A, 9B y 9C), que aparece además rellenando grietas en la roca. En la muestra también aparecen pisolitos, de menor tamaño, con diámetros menores de 100 µm. Se observan patinas de óxidos de hierro que impregnan la matriz calcítica (fig. 9C).

La muestra VE.piso corresponde a un pisolito aislado, está formado por carbonato micrítico y microesparítico así como por arcillas. Los carbonatos, según la DRX, son calcita y dolomita. Dentro de los pisolitos aparecen fragmentos de cuarzo detrítico y grietas rellenas de cemento de cristales esparíticos anhedrales-subeudrales de carbonato (fig. 9E). En las zonas externas se concentran

Paleosuelos lateríticos desarrollados en el Barremiense de la Cordillera Ibérica (provincia de Teruel)

minerales opacos (óxidos y/o oxihidróxidos de hierro) formando bandas de morfología botroidal (fig. 9F).

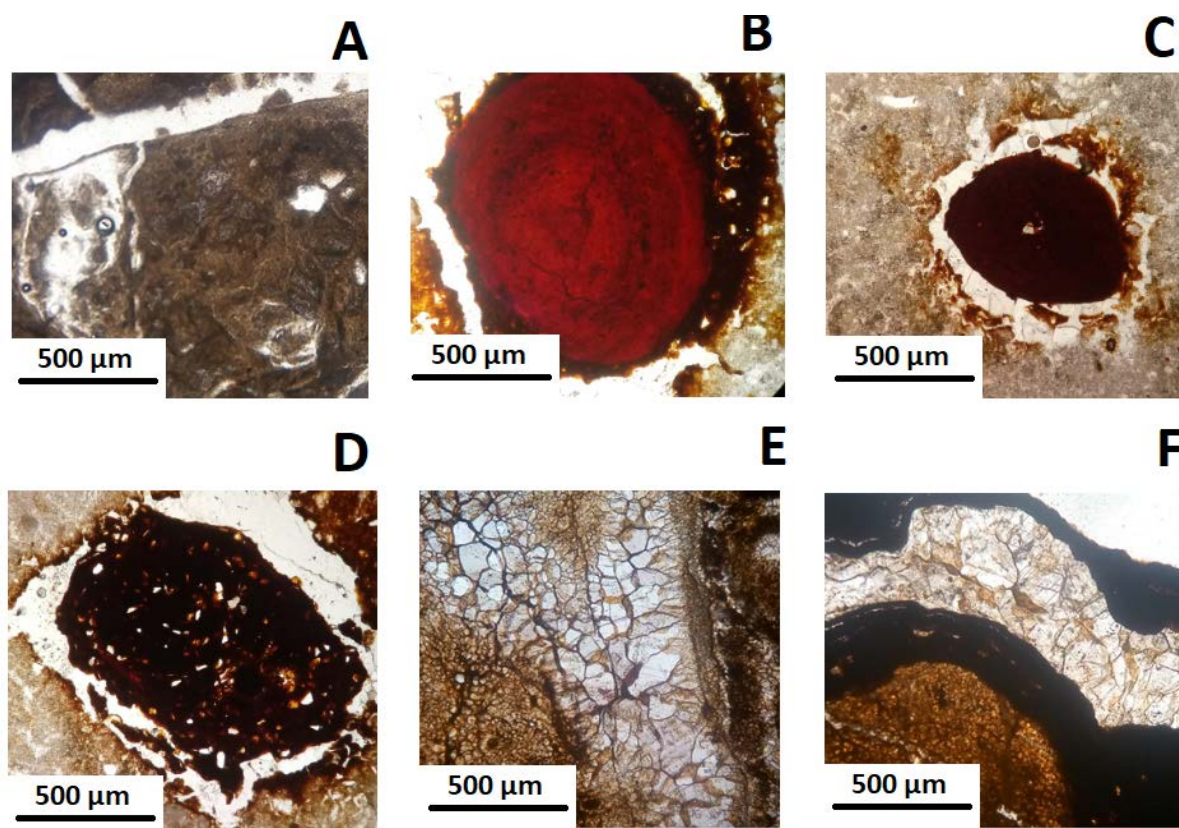


Figura 9. Imágenes de microscopía óptica de luz transmitida en nicols paralelos: A: Fragmentos de roca formados por arcilla y carbonatos en muestra VE.1, x10 aumentos; B: Pisolito con envoltas concéntricas, muestra VE.3, x10 aumentos; C: Pisolito, con un núcleo visible, muestra VE.3, x10 aumentos; D: Pisolito, con múltiples fragmentos de cuarzo en su interior, muestra VE.3, x10 aumentos; E: Cemento esparítico anhidral relleno una grieta, muestra VE.piso, x10 aumentos; F: Morfología botroidal en las bandas que componen un pisolito de la muestra VE.piso, x10 aumentos.

5.5 Microscopía electrónica de barrido (FESEM)

Las imágenes obtenidas por electrones retrodispersados, muestran zonas con distintos tonos de grises. Estas variaciones en el color de las imágenes reflejan la presencia de fases con diferentes composiciones. Las zonas de tonos grises más oscuros corresponden a fases con peso molecular bajo y las de tonos de grises más claros corresponden a fases con pesos moleculares más altos.

La muestra VE.1, presenta una matriz arcillosa (fig. 10A) compuesta por caolinita y óxidos de hierro y titanio. Los óxidos tienen colores blancos, debido a su alto peso molecular, tamaños micrométricos que van desde 5 µm a menos de 1 µm, y morfologías irregulares.

En la muestra VE.2, hay fases con morfologías planares que habitualmente se denominan *flakes* (fig. 10B) que corresponden a filosilicatos 2:1 tipo esmectita. Las esmectitas de esta muestra contienen aluminio, magnesio, potasio y calcio. Los cristales de calcita (fig. 10C), que ocupan la mayor parte de la muestra, son subidiomorfos y tienen un tamaño del orden de 2 µm. Los fragmentos de cuarzo tienen un tamaño del orden de 10 µm y formas muy redondeadas.

Paleosuelos lateríticos desarrollados en el Barremiense de la Cordillera Ibérica (provincia de Teruel)

En la muestra VE.3, se observa una matriz de calcita micrítica (fig. 10D) con cristales alotriomorfos de cuarzo de un tamaño de aproximadamente 20 μm , y óxidos de titanio y hierro con tamaños que van entre 1 y 5 μm . Los cristales de 1 μm son los más numerosos. Aparecen, además, agregados tipo “libro” formados por cristales laminares idiomorfos a subidiomorfos de caolinita (fig. 10E), con tamaños de 2 a 10 μm . Se observan, también pisolitos con tamaños del orden de 2 mm, que muestran vueltas concéntricas, de óxidos de hierro. Posiblemente, las de color más claro, corresponderían a hematites y las de color más oscuro a goethita (fig. 10F), considerando que la hematites tiene un peso molecular más alto que la goethita.

La muestra de pisolito, VE.piso, está compuesta por dos zonas. La zona central que está formada por cristales de carbonatos (fig. 10G) que presenta zonaciones. Las zonas más claras de esta zonación corresponden a los carbonatos ricos en magnesio (dolomita) y las más oscuras a los carbonatos sin magnesio (calcita). Estos carbonatos tienen un tamaño del orden de 40 μm , por lo que se trataría de cemento esparítico. En la zona exterior (fig. 10H), el pisolito está formado por carbonato micrítico-microesparítico (calcita y dolomita) y contiene además fragmentos de cuarzo muy redondeados de un tamaño de 20 μm , y morfologías redondeadas de óxidos de hierro, con tamaños entre 20 y 100 μm .

Paleosuelos lateríticos desarrollados en el Barremiense de la Cordillera Ibérica (provincia de Teruel)

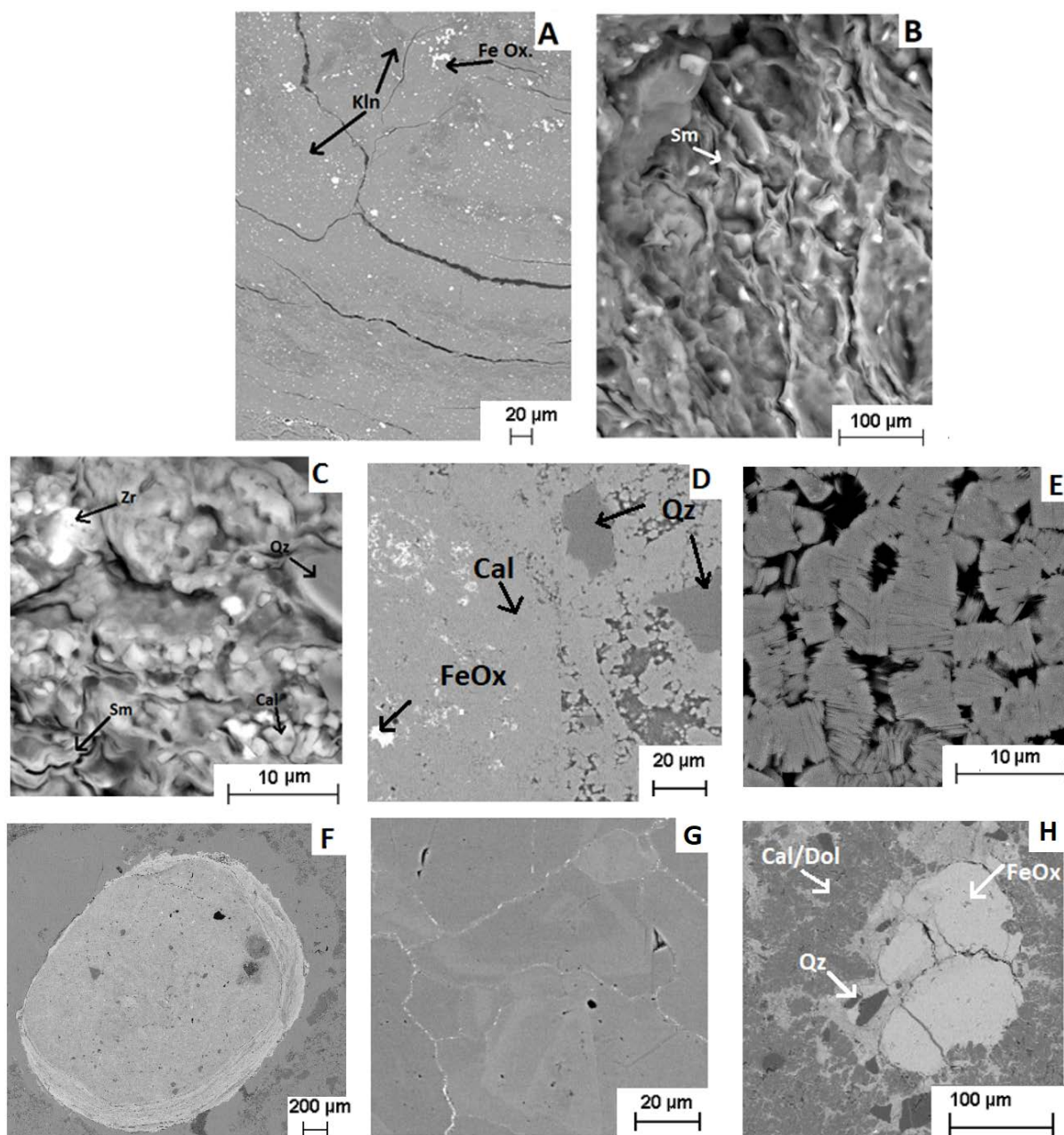


Figura 10. Imágenes de electrones retrodispersados y secundarios (FESEM). **A**, Matriz de caolinita (Kln) con cristales de óxidos de hierro y titanio (Fe Ox.) en la muestra VE.1; **B**, Esmectita (Sm) con morfología en “flakes” en la muestra VE.2; **C**, Matriz de la muestra VE.2 con calcita (Cal), cuarzo (Qz), esmectita (Sm) y circón (Zr); **D**, Zona rica en calcita microesparítica (Cal), cuarzoes (Qz) y óxidos (FeOx) en la muestra VE.3; **E**, Agregados tipo “libro” de caolinita planar en la muestra VE.3; **F**, Envoltas concéntricas en un pisolito (las envoltas más claras son de hematites y las más oscuras son de goethita) de la muestra VE.3; **G**, Zona central del pisolito (VE.piso) con cristales esparíticos de carbonato (las zonas más claras tienen Mg, son dolomitas, las zonas más oscuras están formadas por calcita); **H**, Zona externa del pisolito VE.piso con cuarzo (Qz), calcita (Cal), dolomita (Dol) y óxidos (FeOx).

6. DISCUSIÓN

Las imágenes de microscopía óptica muestran que las rocas analizadas tienen texturas heterométricas, heterogéneas y sin desarrollo de laminaciones, lo que sugiere que, posiblemente, el proceso del desarrollo del suelo modificó la textura original.

Los resultados de visu y DRX indican que las rocas analizadas son litologías híbridas formadas, fundamentalmente, por carbonatos y silicatos. En función de las diferentes proporciones de los componentes se han clasificado como lutitas calcáreas, margas arcillosas, margas, margas calcáreas y calizas arcillosas. El desarrollo de este rango de litologías está, posiblemente, relacionado con las condiciones del medio sedimentario, considerando que Aurell *et al.* (2018) describen que esta formación consta de facies arcillosas continentales y facies de carbonatos lacustres.

Independientemente del afloramiento al que correspondan las muestras, su mineralogía es similar. Todas son ricas en calcita. Excepto una caliza y unos pisolitos (VE.3 y VE.piso), todas tienen minerales de la arcilla y en seis de ellas se ha detectado hematites y/o goethita. En cuanto a los minerales de la arcilla la mayoría tienen caolinita, y algunas muestras tienen proporciones bajas de palygorskita, esmectita y fases tipo illita.

El hecho de que estos paleosuelos contengan pisolitos ferruginosos, presenten coloraciones rojizas, violáceas y ocreas y estén formados por caolinita, hematites y goethita, confirma que se trata de paleosuelos lateríticos como los descritos por Mameli *et al.* (2007) y Yuste *et al.* (2015).

Las muestras que están más cercanas al substrato de calizas jurásicas son las más ricas en minerales de la arcilla y son además las que tienen más caolinita y óxidos/oxihidróxidos de hierro. En las partes más altas de los perfiles (más alejadas del límite con el jurásico) aparecen otros minerales de la arcilla, distintos de la caolinita como es la esmectita en VE y RC. Por otra parte, en RC aparecen illitas y palygorskita en RC y CAL. Las muestras de pisolitos (VE.piso y CAL.piso) tienen los contenidos en hematites y goethita más altos.

El estudio textural por FESEM sugiere que la caolinita es autigénica (fig. 10B), considerando que las delicadas estructuras que presenta en agregados tipo libro, no han podido soportar el transporte sedimentario, por lo que se han tenido que formar *in situ*. Las morfologías en *flakes* de la esmectita (fig. 10B) sugieren también una formación *in situ*. Es decir, serían consecuencia del proceso de edafización, que implicó la disolución de fases previas tipo aluminosilicatos (feldespatos, micas) y la cristalización de nuevas fases (caolinita, esmectita).

El hecho de que la hematites y goethita sean parte importante de los pisolitos sugiere también un origen edáfico, lo que implica que posiblemente los óxidos/oxihidróxidos que forman la matriz de las rocas junto con la caolinita y esmectita también serían autigénicos.

En contraposición, los fragmentos de cuarzo serían detríticos. Su pequeño tamaño y aspecto redondeado podría ser debido, al menos parcialmente, al proceso de disolución que implica el desarrollo de suelo. Las illitas son escasas y no se han observado por microscopía. Su formación está habitualmente asociada a ambientes diagenéticos (Bauluz *et al.*, 2000), las condiciones en las que se genera una caolinita en un suelo no son compatibles con la formación de illita, por lo que probablemente sean detríticas.

Paleosuelos lateríticos desarrollados en el Barremiense de la Cordillera Ibérica (provincia de Teruel)

En el caso de la palygorskita, tampoco hay datos texturales, podría ser detrítica, pero su composición química (rica en magnesio), permite establecer la hipótesis de que se hayan formado durante etapas lacustres, ya que la palygorskita es una arcilla que se puede formar por precipitación a partir del agua del lago o por transformación de filosilicatos previos en ambientes lacustres (Mayayo *et al.*, 2011).

En el caso de los carbonatos, que se han observado con diversas texturas (micríticos, microesparíticos y esparíticos), podrían haberse formado en condiciones sedimentarias con la generación de barros carbonatados lacustres y recristalizaciones posteriores de este carbonato durante la diagénesis. Los procesos diagenéticos, aunque llamativos por la formación de esparita, no habrían modificado al menos de modo significativo la mineralogía de los paleosuelos.

La formación de caolinita se produce en ambientes sedimentarios y se registra en condiciones oxidantes, climas cálidos y húmedos, en los que los procesos de hidrólisis sean efectivos. La formación de caolinita en condiciones sedimentarias, a escala regional, se correlaciona con climas húmedos subtropicales y tropicales (Righi y Meunier, 1995; Hallam *et al.*, 1991; Ruffell *et al.*, 2002). Bajo estas condiciones, se forman lateritas, arcillas lateríticas y bauxitas (e.g. Liu *et al.*, 2012; MacLean *et al.*, 1997).

El hecho de que la caolinita sea más abundante en la base de la formación indica, o bien que el clima era más cálido y húmedo cuando se formó el paleosuelo en la zona más baja y, progresivamente, derivó en condiciones más templadas (mas esmectita), o que la meteorización fue más efectiva en la parte más baja por las características de los afloramientos.

La presencia de niveles de carbonatos lacustres intercalados con las litologías más arcillosas sugiere variaciones en el nivel de lámina de agua. Esto favoreció una precipitación más o menos continua de carbonato micrítico que hizo que todas las litológicas sean carbonatadas. Posteriormente, con la diagénesis estos carbonatos cristalizaron a esparita, e incluso en algún caso se produjeron procesos de dolomitización.

El hecho de que algunos niveles carbonatados contengan pisolitos y caolinita sugiere que en momentos de baja lámina de agua estos niveles sufrieron también el proceso de laterización.

La formación de estos paleosuelos se produjo en las facies continentales detríticas del miembro inferior de la formación Blesa (Barremiense), pero no afectó a los materiales Jurásicos de la base ni al término medio de la Formación Blesa.

7. CONCLUSIONS

The combination of field work and mineralogical techniques has allowed obtaining the following conclusions:

- The colour, texture and mineralogy of the paleosoils developed in the lower sequence of Blesa Formation along with the presence of ferruginous pisoliths indicate that they are laterites. The edafization process probably modified the texture and mineralogy of the original rocks.

- The studied paleosoils have hybrid compositions with carbonates and silicates. Most of the samples contain authigenic kaolinite, hematite and goethite formed during the paleosoil formation. The larger amount of these phases is located at the bottom of the Blesa Formation close to the karstified Jurassic carbonates.

Paleosuelos lateríticos desarrollados en el Barremiense de la Cordillera Ibérica (provincia de Teruel)

- The mineralogy of the paleosols is formed by detrital and authigenic minerals. Quartz and probably illites have a detrital origin whereas palygorskite and micritic carbonates would have formed in the lacustrine stages.
- According to the characteristic of the paleosols, they would be formed under humid and hot climate conditions. The climate was hotter and more humid during the formation of the soil at the bottom of the Blesa formation, and progressively the climate change to warmer conditions or alternatively the weathering was more effective because of local factors.
- The abundance of micritic calcite suggests variations of the water sheet. The variable textures of the carbonates (micritic, microsparitic and sparitic textures) suggest their recrystallization during the diagenesis. The diagenesis also produces dolomitization processes. These diagenetic processes do not modify at least significantly the mineralogy of paleosols.
- It is not possible to assure when laterites formed, but is clear that the laterization only affected to the lower member of the Blesa Formation. The Jurassic materials or the intermediate member of the Blesa Formation were not affected by lateritic processes.

8. BIBLIOGRAFÍA

- Aurell, M., Bádenas, B., Canudo, J.I. y Ruiz-Omeñaca, J.I. (2004): Evolución tectosedimentaria de la Formación Blesa (Cretácico Inferior) en el entorno del yacimiento de vertebrados de La Cantalera (Josa, Teruel). *Geogaceta*, 35: 11-13.
- Aurell, M.E., Soria, A.R., Bádenas, B., Liesa, C.L, Canudo, J.I., Gasca, J.M, Moreno-Azanza, M., Medrano-Aguado, E. y Meléndez, A. (2018): Barremian synrift sedimentation in the Oliete subbasin (Iberian Basin, Spain): palaeogeographical evolution and distribution of vertebrate remains. *Journal of Iberian Geology*, 44(2): 285-308.
- Bauluz, B., Mayayo, M.J., Fernández-Nieto, C. y López, J.M.G. (2000). Geochemistry of Precambrian and Paleozoic siliciclastic rocks from the Iberian Range (NE Spain): implications for source-area weathering, sorting, provenance and tectonic setting. *Chemical Geology*, 168: 135-150.
- Bauluz, B., Yuste, A., Mayayo, M.J. y Canudo, J.I. (2014): Early kaolinization of detrital Weald facies in the Galve sub-basin (Central Iberian Chain, North-East Spain) and its relationship to palaeoclimate. *Cretaceous Research*, 50: 214-227.
- Biscaye, P. E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Bulletin Geological Society of America*, 76: 803-832.
- Canérot, J., Cugny, P., Pardo, G., Salas, R. y Villena, J. (1982): Ibérica Central-Maestrazgo. En: *El Cretácico de España* (A. García, ed.). Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 273-344).
- Canudo, J.I., Gasca, J.M., Aurell, M., Badiola, A., Blain, H.A., Cruzado-Caballero, P., Gómez-Fernández, D., Moreno-Azanza, M., Parrilla, J., Rabal-Garcés, R. y Ruiz-Omeñaca, J.I. (2010):

Paleosuelos lateríticos desarrollados en el Barremiense de la Cordillera Ibérica (provincia de Teruel)

La Cantalera: an exceptional window onto the vertebrate biodiversity of the Hauterivian-Barremian transition in the Iberian Peninsula. *Journal of Iberian Geology*, 36(2): 205-224.

-Guimerà, J. (1984): Palaeogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geological Magazine*, 121: 413-420.

-Hallam, A., Grose, J.A. y Ruffell, A.H. (1991): Paleoclimatic significance of changes in clay mineralogy across the Jurassic-Cretaceous boundary in England and France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 81: 173-187.

-Instituto Geográfico Nacional (en línea). Mapas en formato imagen: MTN25 ráster. (Fecha de consulta: 20/04/2019). Disponible en: <http://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/index.jsp>.

-JCPDS (1974): Selected powder diffraction data for minerals. Joint committee on powder diffraction standards, Philadelphia, 833 p.

-Liu, X., Wang, Q., Zhang, Q., Feng, Y. y Cai, S. (2012): Mineralogical characteristics of the superlarge Quaternary bauxite deposits in Jingxi and Debao counties, western Guangxi, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 52: 53-62.

-MacLean, W.H., Bonavia, F.F. y Sanna, G. (1997): Argillite debris converted to bauxite during karst weathering: evidence from immobile element geochemistry at the Olmedo Deposit, Sardinia. *Mineralium Deposita*, 32: 607-616.

-Mameli, P., Mongelli, G., Oggiano, G. y Dinelli, E. (2007): Geological, geochemical and mineralogical features of some bauxite deposits from Nurra (Western Sardinia, Italy): insights on conditions of formation and parental affinity. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 96: 887-902.

-Martín, J.D. 2004. Using XPOWDER: a software package for powder X-ray diffraction analysis. Descargado el 18 Abril de 2007 de: www.xpowder.com.

-Mayayo, M.J., Yuste, A., Luzón, A. y Bauluz, B. (2011): Clay mineral assemblages as palaeoclimatic indicators in a shallowing carbonated lacustrine system. Oligocene-Miocene, Central Ebro Basin (NE Spain). *Clay Minerals*, 46: 355-370.

-Pettijohn, F.J. (1975): *Sedimentary Rocks*. Harper and Row, New York, 628 p.

-Rauššik, B. y Varga, A. (2008): Climato-environmental controls on clay minerals of the Hettangian-Bajocian succession of the Mecsek Mountains (Hungary): An evidence for extreme continental weathering during the early Toarcian oceanic anoxic event. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 265: 1-13.

-Righi, D. y Meunier, A. (1995): Origin of clays by rock weathering and soil formation. En: *Origin and mineralogy of clays. Clays and the environment* (B. Velde, ed.). Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, 43-161.

Paleosuelos lateríticos desarrollados en el Barremiense de la Cordillera Ibérica (provincia de Teruel)

- Rodríguez-López, J. P., Liesa, C. L., Meléndez, N., y Soria, A. R. (2007): Normal fault development in a sedimentary succession with multiple detachment levels: the Lower Cretaceous Oliete sub-basin, Eastern Spain. *Basin Research*, 19: 409-435.
- Ruffell, A., McKinley, J.M. y Worden, R.H. (2002): Europe Comparison of clay mineral stratigraphy to other proxy palaeoclimate indicators in the Mesozoic of NW Europe. *Philosophical Transactions: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 360: 676-693.
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A. y Alonso, A. (2001): Evolution of the Mesozoic central Iberian Rift System and its Cainozoic inversion (Iberian chain). *Peri-Tethys Memoir*, 6: 145-185
- Schnyder, J., Ruffell, A., Deconinck, J.F. y Baudin, F. (2006): Conjunctive use of spectral gamma-ray logs and clay mineralogy in defining late Jurassic–early Cretaceous palaeoclimate change (Dorset, U.K.). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229: 303-320.
- Schultz, L.G. (1964): Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pirre Shale. *Geological Survey Professional Paper*, 391.
- Soria, A.R., Meléndez, A. y Liesa, C.L. (1997): Tectónica extensional cretácica en la subcuenca de Oliete (Cordillera Ibérica Central). *Geogaceta*, 22: 203-206.
- Yuste, A., Bauluz, B. y Mayayo M.J. (2015): Genesis and mineral transformations in Lower Cretaceous karst bauxites (NE Spain): climatic influence and superimposed processes. *Geological Journal*, 50: 839-857.
- Yuste, A., Bauluz, B. y Mayayo, M.J. (2017): Origin and geochemical evolution from ferrallitized clays to karst bauxite: An example from the Lower Cretaceous of NE Spain. *Ore Geology Reviews*, 84: 67-79.